

ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ЭВАПОРИТОВ АЛАДЬИНСКОЙ СВИТЫ РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 2016 г. М. Т. Крупенин, А. А. Гараева

Месторождения высококачественных кристаллических магнезитов Удере́йской провинции в восточной части Енисейского кряжа приурочены в основном к аладьинской свите. Ее отложения относятся к сухопитской серии среднего рифея Енисейского кряжа, однако в последнее время рассматриваются как результат карбонатонакопления в начале верхнерифейского цикла в приконтинентальной части дифференцированного окраинного бассейна в юго-западной части Сибирской платформы [12, 16]. По мнению Е.М. Хабарова, они накапливались “в мелководной шельфовой и верхнесклоновой обстановке” [12, с. 49]. В то же время отложения аладьинской свиты обладают рядом литологических особенностей, которые не встречаются в ниже- и вышележащих карбонатных отложениях (соответственно, свиты карточки среднего рифея и шунтарской свиты тунгусикской серии верхнего рифея), что предполагает особые фациальные условия аладьинского времени, не получившие еще должной оценки. Аладьинская свита сложена светло-серыми доломитами, обладающими широким набором текстурных типов, среди которых много брекчиевидных, в том числе окремненных, и разнообразных гнездовых, то есть явно эпигенетических. Региональное развитие специфических текстур в этой свите требует как объяснения причин их избирательного образования в определенном стратиграфическом горизонте, так и условий, при которых они были сформированы.

Енисейский кряж рассматривается как рифейская окраина палеоконтинента Сибирь, имеющая покровно-складчатое строение [15]. С востока Енисейский кряж граничит по Анкиновскому региональному разлому с Байкитской антеклизой Сибирской платформы, с запада – по серии тектонических зон с эпигерцинской Западно-Сибирской плитой. В тектоническом строении Енисейского кряжа выделяют с запада на восток Исаковский, Большепитский и Ангаро-Питский синклинии, а также Приенсейский, Ангаро-Канский и Центральный антиклинории (рис. 1). Месторождения магнезита расположены в восточной части Енисейского кряжа и приурочены к Ангаро-Питскому синклинорию в междуречье Ангары и Бол. Пита. Здесь, в восточной части Енисейского кряжа, развит автохтонный тип разрезов, слагаемый тейской, сухопитской и тунгусикской сериями рифея. Эта часть кряжа по условиям накопления рифейских

отложений разделена (с востока на запад) на приконтинентальную Каменскую и Горбилокскую зоны. Более западные зоны (Каитбинская и Исаковская) отличаются широким развитием магматических комплексов, в то же время Каменская зона полностью амагматична, как и примыкающий к ней с юго-востока и обрамляющий Сибирскую платформу с юга Иркинеевский выступ, также

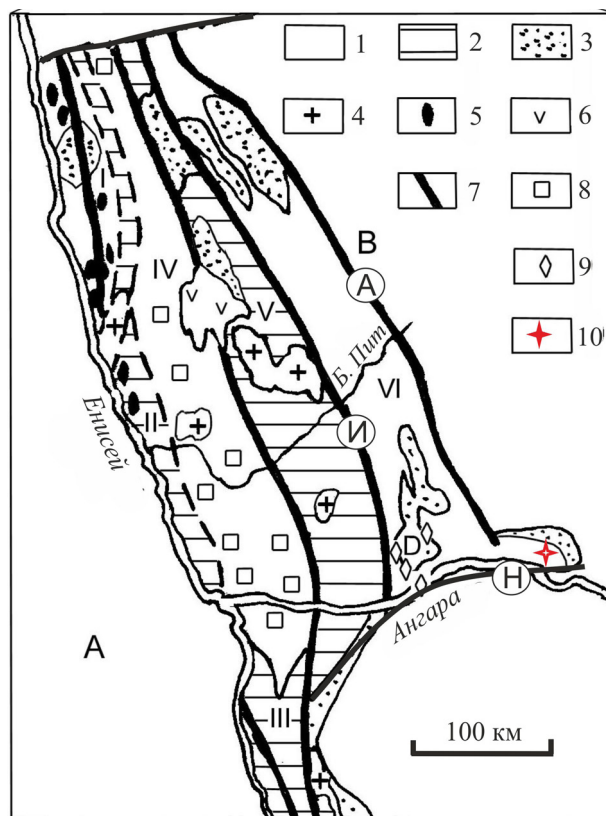


Рис. 1. Тектоническая схема размещения магнезитовых месторождений Удере́йской провинции с использованием данных [3, 10, 15].

А – Западно-Сибирская плита; В – Сибирская платформа; 1 – синклинии: Исаковский (I), Большепитский (IV), Ангаро-Питский (VI); 2 – антиклинории: Приенсейский (II), Ангаро-Канский (III), Центральный (V); 3 – впадины, D – Дашкинская брахисинклираль; 4 – гранитоиды; 5 – ультрабазиты; 6 – габброиды; 7 – глубинные разломы; 8 – полиметаллическая минерализация; 9 – магнезитовая минерализация; 10 – разрезы аладьинской свиты на Иркинеевском выступе; буквы в кружках обозначают региональные разломы: А – Анкиновский, И – Ишимбинский, Н – Нижнеангарский.

сложенный отложениями сухопитской и тунгусикской серий рифея.

Аладьинская свита завершает разрез сухопитской серии, в составе которой выделяют кординскую, горбилокскую, удерейскую, погорюйскую, карточки и аладьинскую свиты. Кординская свита (мощность до 700 м) имеет карбонатно-песчано-глинистый состав и формировалась в условиях гравитационных потоков на склоне глубоководного шельфа с широким развитием турбидитов, в том числе конгломерато-брекчий [12]. Горбилокская и удерейская свиты (мощность до 2200 м) преимущественно алевролитоглинистого состава также содержат признаки гравитационных отложений, содержащих оползни, тонкозернистые турбидиты, мощные пакеты низкоуглеродистых алевроаргиллитов, которые формировались в глубоководном бассейне с “периодически возникающими экстремными условиями” [12, с. 48]. Погорюйская свита (мощность до 700 м) алевро-песчано-глинистого состава имеет регрессивное строение с постепенным нарастанием песчаного материала в средней части разреза и характеризует постепенное обмеление и снова углубление бассейна от шельфа до верхнесклонового. Свита карточки (мощность до 200 м) представлена тонкослоистыми известняками с плитчатой отдельностью и разнообразной окраской (от зеленовато-серой до сиреневой и розовой), примесью тонковкрапленного пирита и гидроксидов марганца. По представлениям Е.М. Хабарова и И.В. Вараксиной [13], она представлена карбонатными турбидитами и гемипелагитами, материал для которых поступал с карбонатного шельфа с востока, с западной части Сибирской платформы (карбонатная вингольдинская свита Байкитской антеклизы). Аладьинская свита (мощность до 500 м), сложенная, как уже указано, разнообразными доломитами, формировалась на карбонатном шельфе, который “последовательно проходил стадии вертикальной аккреции с проградацией в северо-западном направлении и деструкцией его краевых зон” [12, с. 49]. С востока на запад мощность карбонатных отложений свит карточки и аладьинской падает с 700 м в Каменской зоне до 200 м в центральных районах Енисейского кряжа (Горбилокская зона, сосновская свита). Аладьинские доломиты перекрываются с резким контактом низкоуглеродистыми аргиллитами потоскуйской свиты (мощность 500–800 м), относимой уже к тунгусикской серии верхнего рифея. Предполагается, что эти отложения заполняют мощности некомпенсированного карбоната накопления в сосновской свите и нивелируют рельеф бассейна [12]. Карбонатная рифогенная джурская свита (мощность до 380 м) развита в Каменской зоне, а западнее, в Горбилокской зоне фациально сменяется глинисто-карбонатной флишевой (верхнепотоскуйской, мощность до 200 м). Выше залегает мощ-

ная карбонатно-глинистая шунтарская свита (мощность до 1000 м) с обилием турбидитов, сформированных в глубоководной обстановке гемипелагического накопления. Согласно на ней залегает сероключевская свита (мощность до 450 м), сложенная в нижней части карбонатно-глинистыми турбидитами, а в верхней – строматолитовыми биогермами среди интракластовых и оолитовых доломитов. Карбонатная платформа проградировала в западном направлении, выше по разрезу она наращивалась песчано-алевролитом-карбонатными отложениями удоронгско-рыбинской формации (мощность до 450 м) и рифогенной верхнедадыктинской свитой (мощность до 400 м). Завершается разрез тунгусикской серии низкоуглеродистыми сланцами с пиритом и сидеритом мокринской свиты (мощность до 230 м), образованной в обстановке углубленного шельфа. В целом для эволюции осадконакопления среднего и нижней части верхнего рифея восточной части Енисейского кряжа вырисовывается смена с востока на запад зон мелководного шельфа, глубоководного шельфа и глубоководной части склона, локализованных в Каменской и Горбилокской структурно-формационных зонах или суббассейнах. Причем в Каменской зоне и Иркинском выступе преобладали мелководные шельфовые, в том числе с карбонатными платформами, обстановки, в Горбилокской – склоновые и гемипелагические. Принципиальная схема генерации и распределения карбонатного материала в рифейских бассейнах юга Сибирской платформы, по представлениям Е.М. Хабарова [13], приведена на рис. 2. Доломиты аладьинской свиты заметно отличаются по литологическому составу от всех остальных свит, несмотря на то что отнесены к мелководно-шельфовым образованиям, широко развитым и на других уровнях рифейского разреза.

Исследования последних лет показали, что источником флюида для формирования гидротермально-метасоматических магнезитовых месторождений являются высокомагнезиальные рассолы, имевшие первично эвапоритовую природу [7, 19], в том числе для Енисейского кряжа [8]. В связи с этим возникает вопрос о возможных источниках эвапоритовых рассолов и этапах гидротермальной активности для формирования магнезитов Удерейской провинции, имеющей значение для развития сырьевой базы качественного огнеупорного сырья России.

В течение четырех полевых сезонов одним из авторов изучены основные разрезы аладьинской свиты как из вмещающей магнезит части у г. Раздолинск, Мотыгинский район Красноярского края (западная часть Каменской структурно-формационной зоны), типовых разрезов на р. Ангара, так и наиболее восточных районов Енисейского кряжа (Иркинское поднятие), прилегающих к Сибирской платформе [5, 8]. Предполагается, что в этих двух

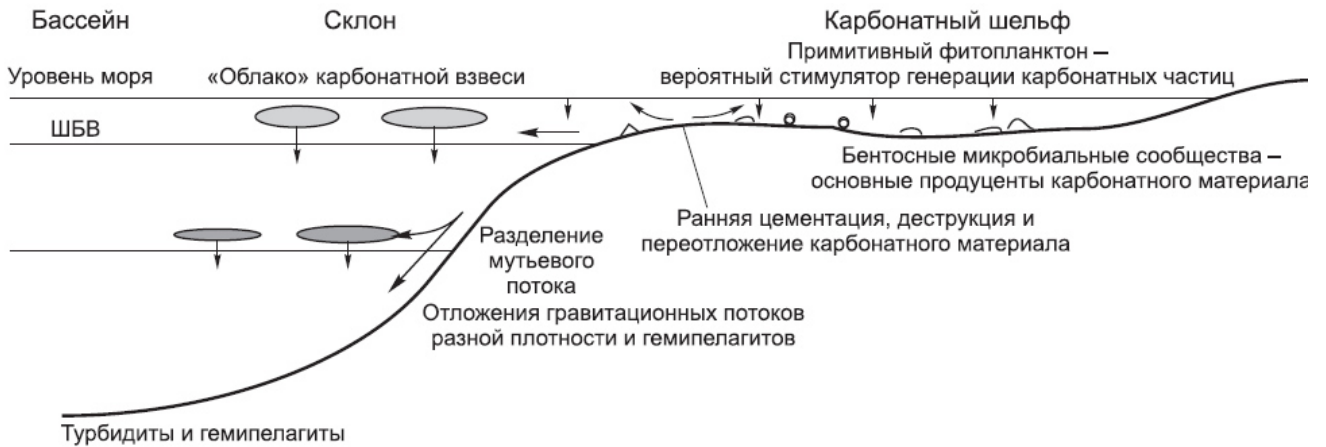


Рис. 2. Принципиальная схема генерации и распределения карбонатного материала в рифейских бассейнах юга Сибирской платформы (по Е.М. Хабарову [13]).

ШБВ – штормовой базис волнения.

зонах минимально проявлены наложенные поздне-рифейские воздействия в связи с коллизионными процессами в западных районах кряжа, эта часть Енисейского кряжа полностью амагматична [3]. Нами просмотрены разрезы по течению р. Ангара на протяжении 100 км в широтном направлении (Богучанский район Красноярского края) на правом берегу р. Ангара на р. Артюгина, у пос. Манзя, пос. Новотерянок, руч. Ивашкин, руч. Зиргулей, серия разрезов ниже Шунтарской шиверы и выше пос. Орджоникидзе, разрезы на левом берегу р. Ангара напротив устья р. Каменки, типовые разрезы в устье р. Аладьина (на обоих берегах р. Ангара), а также разрез свит карточка и аладьинской (сосновская свита) в среднем течении р. Каменки в ~100 км севернее р. Ангара (район р. Кардакан).

Сравнительная картина условий осадконакопления демонстрирует широкий набор признаков эвапоритовых обстановок седиментации во всех разрезах аладьинской свиты и отсутствие этих явлений в выше- и нижележащих свитах. Эти признаки: энтеролитовые текстуры, следы диагенетического роста минералов, сопровождаемые локальными пластическими деформациями слоистости нектонической природы, гнезда псевдоморфоз вторичного доломита по гипсу во вмещающих доломитах [5], обильное развитие коллапс-брекчий, зональное секретионное выполнение гнезд крупнокристаллическим доломитом и кварцем в тонкозернистых вмещающих доломитах (рис. 3а–в). Горизонты брекчированных доломитов всегда содержат три компонента: темно-серый тонкозернистый матрикс, плитчатые и, реже, неправильной формы обломки светло-серого до белого цвета мелко-среднезернистого доломита, остроугольные гнезда вторичного крупнозернистого доломита. Предполагается, что плитчатые светло-серые обломки являются следствием раннекатагенетического метасо-

матического образования по долангидриту (см. рис. 3б), широко развитому в солеродных бассейнах [4]. В обнажениях наблюдаются разные стадии брекчирования доломитов: от незначительного смещения отдельных слоев (повернутых относительно плоскости наложения обломков плиток) с просадкой в гнезда, выполненные вторичным крупнокристаллическим доломитом (см. рис. 3в), до интенсивно брекчированных участков многометровой мощности. В последнем случае брекчии представлены плитчатыми обломками вмещающих доломитов, беспорядочно погруженных в тонкокристаллический доломитовый матрикс с угловатыми гнездами вторичного крупнокристаллического доломита (рис. 3г). Гнезда вторичного доломита и кварца во вмещающем доломите всегда имеют секретионное строение, то есть выполняют пустоты. Последняя генерация доломита в центральных частях гнезд обычно более железистая, судя по бурокрасному оттенку в обнажениях. Глинистые известняки нижележащей свиты карточка в исследованных районах, как и вышележащие строматолитовые доломиты джурской свиты, не содержат следов перекристаллизации и гнездового выполнения. Следовательно, обилие вторичных текстур в доломитах всех районов развития аладьинской свиты следует связывать не с гидротермально-метасоматическими или метаморфическими изменениями, а с особенностями ее седиментации. Нам представляется, что накопление карбонатов в аладьинское время сопровождалось широким проявлением эвапоритового минералообразования и последующего растворения эвапоритовых минералов с катагенетическим выполнением пустот вторичным доломитом и кварцем. Изучение разрезов и данные геологоразведочных работ на магнезит показывают, что раннедиагенетическая доломитизация в эвапоритовом лагунном бассейне захватила не только вмещающие отло-

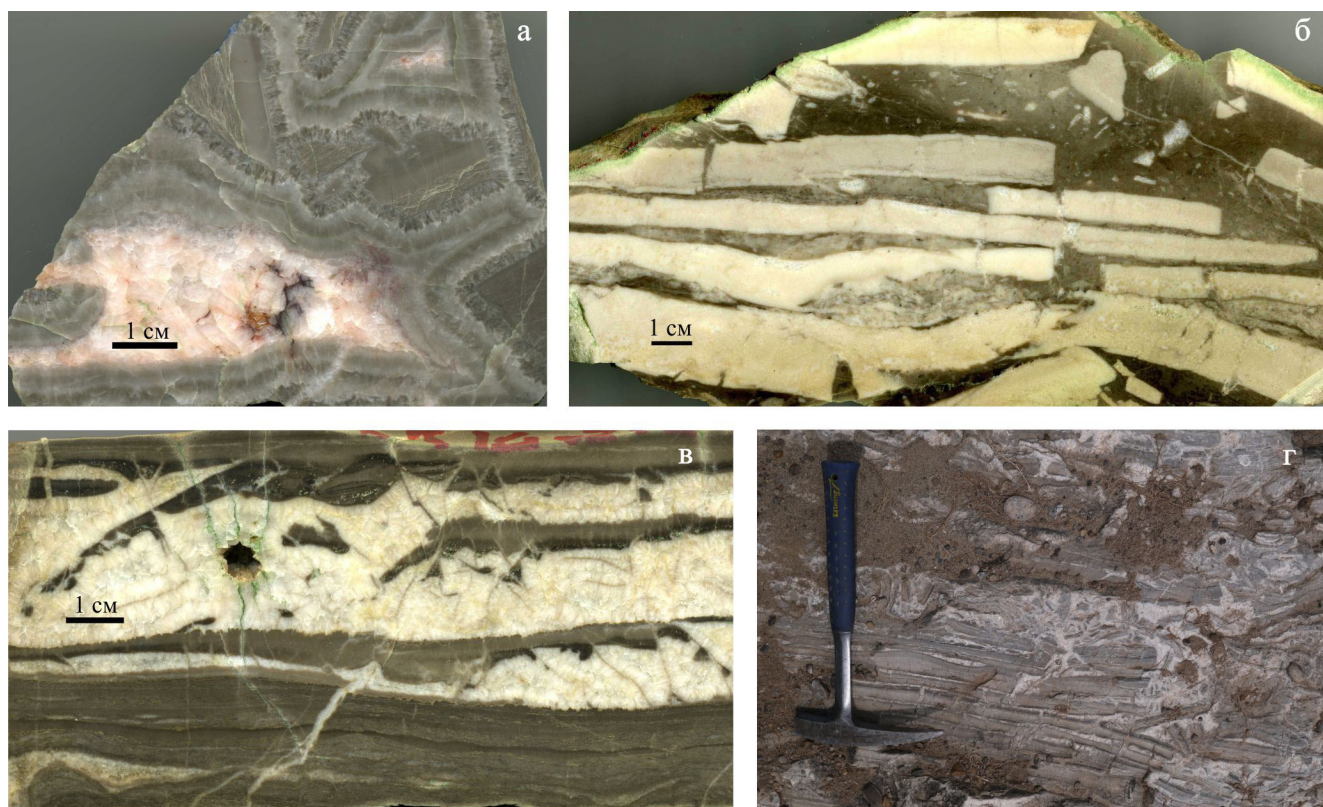


Рис. 3. Признаки эвапоритовой минерализации в доломитах аладынской свиты.

а – интенсивно брекчированный мелкокристаллический доломит с секреторным выполнением гнезд крупнокристаллическим доломитом, железистый (бурый) доломит в последних (центр) генерациях, обр. Ек-14-4-9, правый берег р. Ангара, разрез у р. Ивашкин; б – брекчированный доломит, содержащий три компонента: темно-серый тонкозернистый матрикс, плитчатые обломки светло-серого до белого цвета мелко-среднезернистого доломита с гнездами крупнозернистого доломита, обр. Ек-14-2-7, правый берег р. Ангара, разрез вдоль р. Артюгина; в – слабо брекчированный доломит, просадка отдельных слойков в гнезда, выполненные вторичным крупнокристаллическим доломитом с пустотами, обр. Ек-14-2-7, правый берег р. Ангара, разрез вдоль р. Артюгина; г – интенсивно брекчированный доломит, беспорядочное расположение плитчатых обломков слоистого доломита, погруженных в тонкокристаллический доломитовый матрикс с угловатыми гнездами вторичного доломита, в левой части слоистость слабо нарушена, правый берег р. Ангара, разрез у р. Ивашкин.

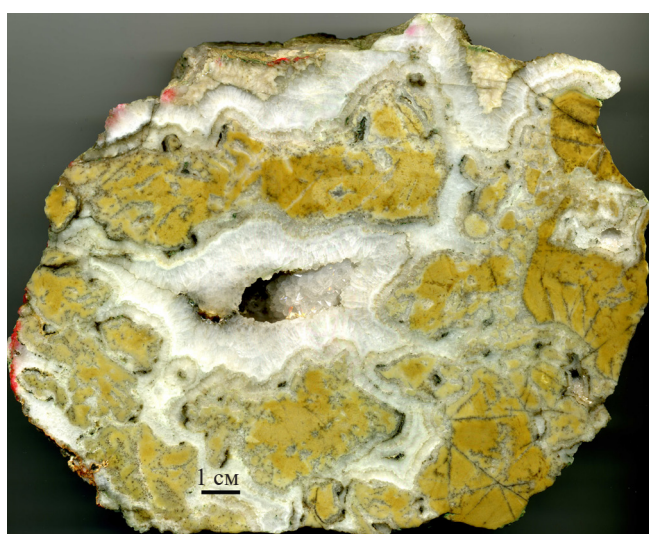


Рис. 4. Кварц из секреторных гнезд в доломитах аладынской свиты; обр. Ек-14-2-15, правый берег р. Ангара, разрез вдоль р. Артюгина.

жения аладынской свиты, но и нижележащие тонкослоистые глинистые известняки свиты карточки, которые формировались, вероятно, в нормально морских условиях (следствие инфильтрации вниз высокомагнезиальных рассолов). Очевидно, принципиальную модель карбонатакопления Е.М. Хабарова [13] для данного региона (см. рис. 2) следует уточнить, добавив в ней в зоне карбонатного шельфа участки карбонатно-эвапоритовой лагунной седиментации.

В целях определения состава флюидов и температурного режима эпигенетического минералообразования исследована термокриометрия двухфазных газовой-жидких включений в кварце из секреторных гнезд в доломитах аладынской свиты (рис. 4) из восточной части Иркинцевского выступа (обнажения на р. Артюгина). Пробы выбраны из наиболее удаленной области к востоку от магнетитовых месторождений и зон внедрения изверженных пород для оценки масштабов дальности температурного воздействия на проницаемые осадочные толщи.

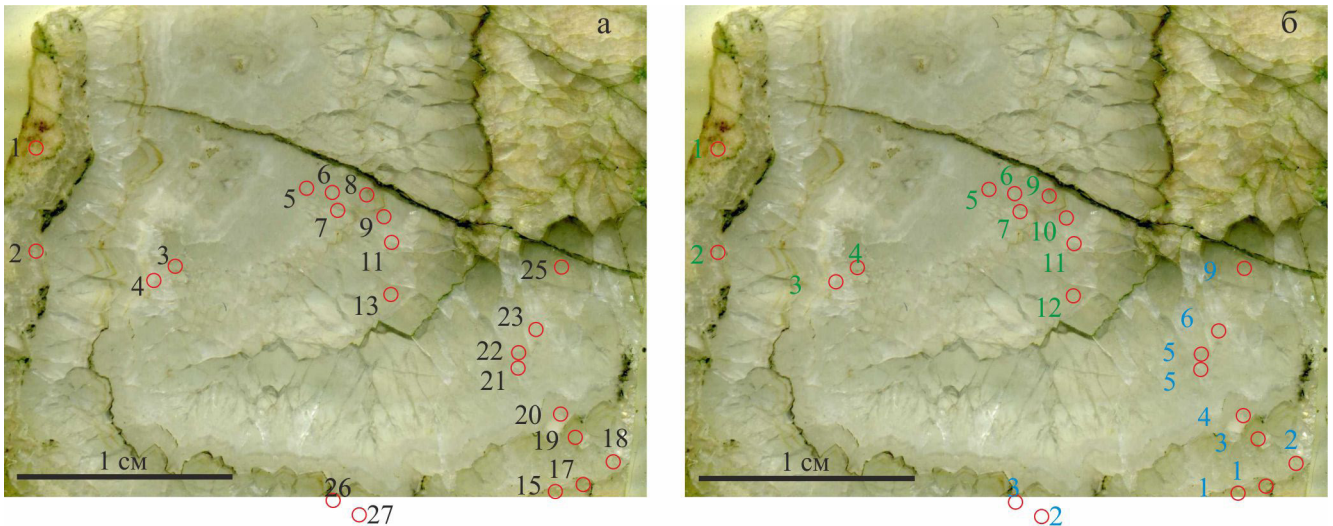


Рис. 5. Двусторонняя полированная пластинка по секреционно-зональным кварцевым гнездам выполнения в тонкокристаллическом вмещающем доломите.
а – точки отбора препаратов, б – зоны роста кварца; профиль 1 обозначен зеленым цветом, профиль 2 – синим.

Использован термокриостолик Linkam-TNMSC-600, установленный на микроскопе Zeiss-Axiolab, с дальнефокусными объективами Olympus-LMPLFLN50x и LMPLFLN100x. Препараты представляли собой двусторонние полированные пластинки по секреционно-зональным кварцевым гнездам выполнения в тонкокристаллическом вмещающем доломите (рис. 5). Применялась стандартная методика микрометрических исследований. Сначала выполнялся криометрический анализ каждого включения с охлаждением до 120°C и последующим нагревом до достижения низкотемпературной эвтектики, по которой определяется солевой состав жидкой фазы [2]. Затем по температуре таяния льда устанавливалась соленость. Для сравнения всех изученных включений, имеющих сложный и неоднородный солевой состав, был проведен перерасчет солености в мас. % экв. NaCl. Для растворов низкой солености (≤ 15 мас. % экв. NaCl) использовались данные Р.Дж. Боднара [18]. Для остальных растворов расчет был получен с учетом данных, приведенных в работе [17]. Концентрация соли в растворе включений, содержащих твердую фазу, диагностируемую как галит, оценивалась по температуре растворения галита. При последующем нагреве тех же включений определялась температура их гомогенизации.

Центральная часть изученных кварцевых гнезд заполнена друзовым кварцем и крупнокристаллическим доломитом с буроватым оттенком. Включения изучались по профилям 1 и 2 из одного образца (см. рис. 5б), в которых визуально по размеру кристаллов и прозрачности выделены соответственно 12 и 9 зон, в них исследовано соответственно 35 и 46 двухфазных флюидных включений (см. рис. 5а). При изучении включений профи-

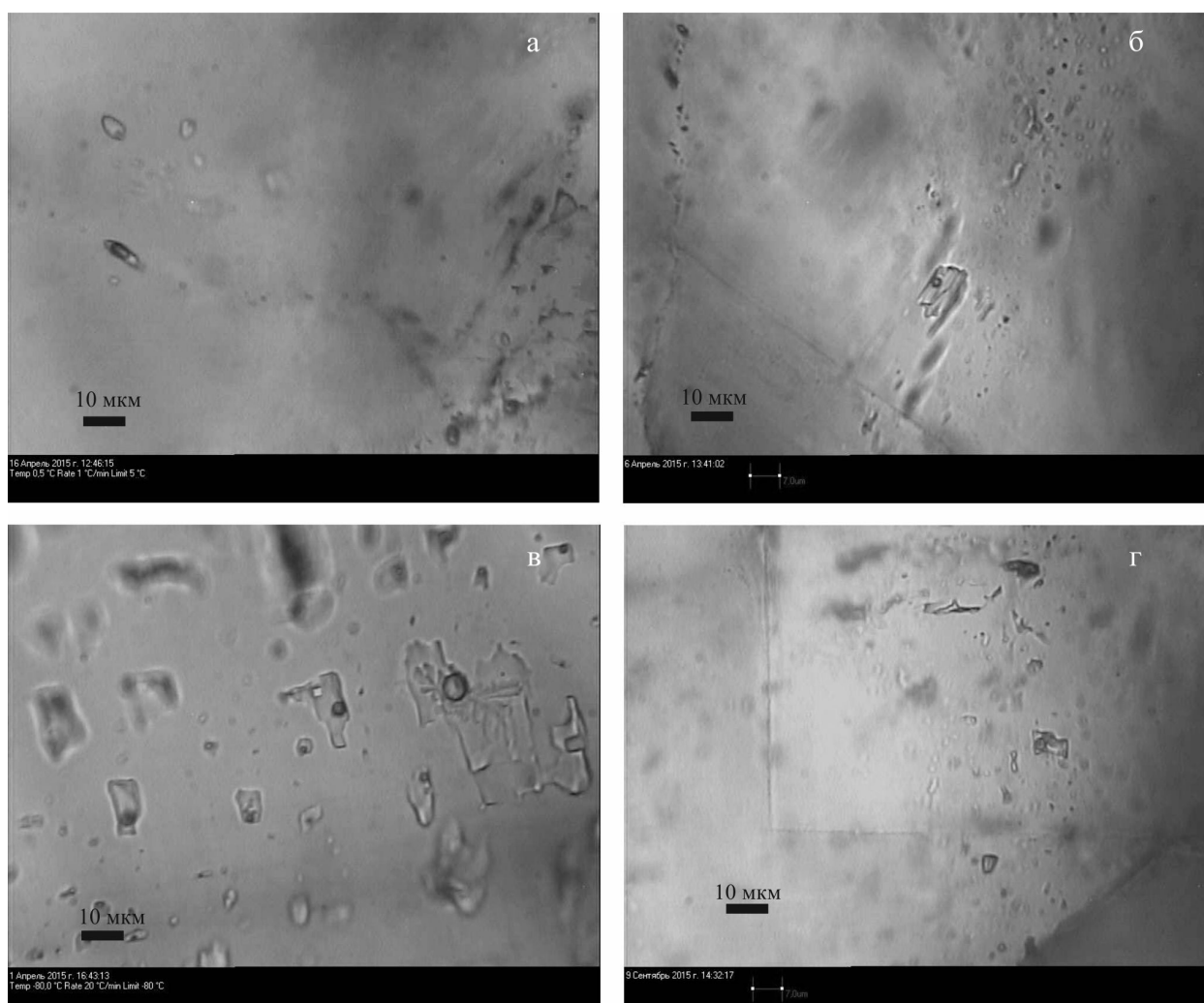
ля 1 выяснилось, что между зонами 4 и 5 существует мощная область тонкозернистого халцедона без включений. Для контроля полученных данных был пройден профиль 2. Выделены как первичные, так и вторичные двухфазные флюидные включения. Первичные включения представляют собой кристаллографически оформленные полости размером 5–13 и 4–16 мкм с высокой (20–45%) газонасыщенностью, относительно равномерно распределенные по зонам роста, с 3 по 10 и с 1 по 7 в профилях 1 и 2 соответственно. Вторичные включения имеют сложную, часто неправильную форму и приурочены к линейным зонам, связанным, вероятно, с дислокациями в кристаллах размером 6–22 и 5–27 мкм и низкой (не более 10%) газонасыщенностью. Распределение вторичных включений по зонам роста случайное, с некоторым преобладанием количества включений в последних зонах.

Исследование гомогенизации первичных двухфазных газово-жидких включений показало достаточно высокие температуры минералообразования и рассольную природу флюида в обоих препаратах (табл. 1). В первом профиле изучены 14 первичных включений, имеющих температуру гомогенизации 242–432°C при среднем значении 313°C, насыщенность газовой фазой в интервале 25–45% (рис. 6а), соленость по температуре плавления льда оценивается в 11% экв. NaCl. По низкотемпературной эвтектике (среднее -56°C) солевой состав флюида оценивается как преимущественно $\text{CaCl}_2 + \text{NaCl}$, с присутствием MgCl_2 . По второму профилю изучено 21 первичное включение, имеющие температуру гомогенизации 257–431°C при среднем значении 340°C, насыщенность газовой фазой в интервале 25–45%, соленость по температуре плавления льда оценивается в 15% экв. NaCl.

Таблица 1. Средние значения параметров микрометрии двухфазных флюидных включений по группам

Номер зоны	Кол-во вкл.	$T_{\text{гом}}$, °C	$T_{\text{гом. тв. ф.}}$	$T_{\text{эвт}}$, °C	$T_{\text{лед}}$, °C	C% экв. NaCl	Раствор	Размер, мкм	% запол.
Профиль 1									
3–9	14	313.3		–56.1	–7.5	11.1	CaCl ₂ + NaCl	8.4	35
2–13	9	149		–75.1	–18.6	17.6	FeCl ₂ – FeCl ₃	16.7	≤10
5–13	12	99	115	–76.1	–17.7	28.5	FeCl ₂ – FeCl ₃	21.9	≤10
Профиль 2									
1–7	21	340.7		–54.5	–11.6	13.9	CaCl ₂ + NaCl	8.6	32
1–5	10	131		–75.0	–10.3	14.3	FeCl ₂ – FeCl ₃	13.9	≤10
4	3	114		Нет изм.			FeCl ₂ – FeCl ₃	18.5	≤10
1–4, 8	12	275			–0.2	0.3	H ₂ O	6.4	29

Примечание. Кол-во вкл. – количество включений, $T_{\text{гом}}$ – температура гомогенизации газовой-жидкой фазы, $T_{\text{гом. тв. ф.}}$ – температура гомогенизации твердой фазы, $T_{\text{эвт}}$ – температура эвтектики, $T_{\text{лед}}$ – температура таяния льда, C% экв. NaCl – соленость в экв. NaCl, раствор – химический состав жидкой фазы раствора, % запол. – заполнение газовой фазы.

**Рис. 6.** Двухфазные включения в кварце из гнезд.

а – первичное высоконасыщенное включение, 1 группа, т.б.5.1; б – вторичное включение, насыщенность газовой фазой низкая, приурочено к линейным зонам, 2 группа, т.9.3; в – вторичные включения, насыщенность низкая, 3 группа, левое включение с кубиком галита, в правом вокруг пузыря дендриты хлоридов железа, профиль 1 (т.13.4); г – пресные высокотемпературные вторичные включения 4 группы, профиль 2 (т.20.3.6).

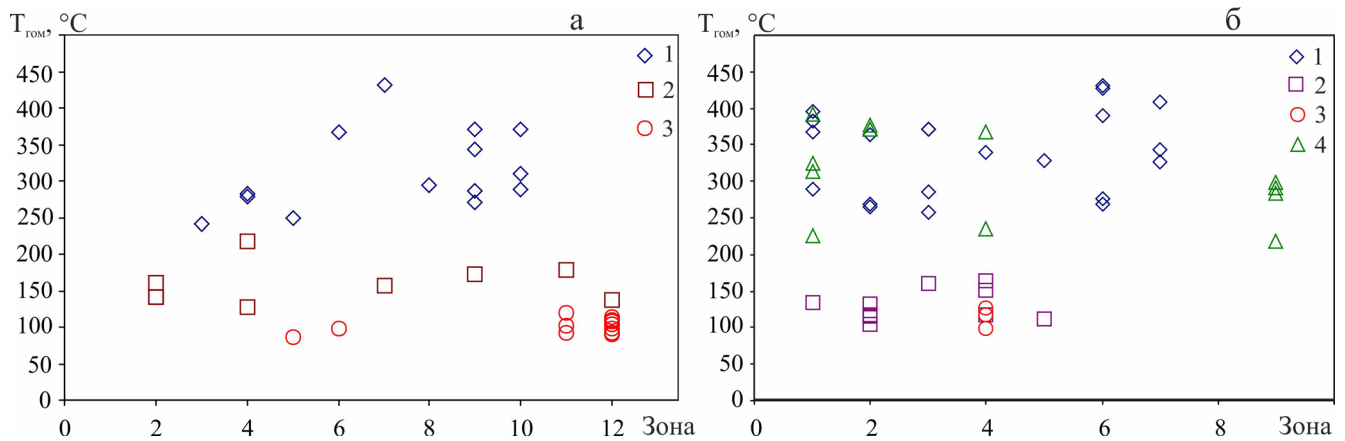


Рис. 7. Распределение температуры гомогенизации двухфазных включений ($T_{\text{гом}}$) по зонам роста секретационного кварца в обр. 1 (а) и 2 (б).

1 – первичные высокотемпературные рассольные включения, 2 – вторичные среднетемпературные высокорассольные включения с хлоридами железа, 3 – вторичные низкотемпературные высокорассольные включения с хлоридами железа, 4 – вторичные среднетемпературные пресные включения.

Вторичные включения в первом профиле (21 шт.), приуроченные к линейным зонам и трещинам, а также поздним генерациям кварцевых секретций отнесены к двум группам. В группе 1 (9 шт.) температуры гомогенизации составляют в среднем 149°C при колебаниях $127\text{--}218^{\circ}\text{C}$, насыщенность газовой фазой низкая (рис. 6б), соленость высокая: в среднем 17.6 при колебаниях $7.3\text{--}19.4\%$ экв. NaCl , иногда отмечаются кристаллы галита. В составе флюида преобладает $\text{FeCl}_2\text{--FeCl}_3$ с наличием некоторого количества HCl как продукта гидролиза (эвтектика такой системы близка к полученным $-73\text{...}-79^{\circ}\text{C}$). Для подобных включений отмечаются дендриты хлоридов железа (рис. 6в), как правило, возникающие при замораживании таких рассолов [1]. Во группе 2 вторичных включений (14 шт.), приуроченных преимущественно к последним зонам, температуры гомогенизации составляют в среднем 99°C при колебаниях $86\text{--}119^{\circ}\text{C}$, соленость очень высокая: от 28.3 до 28.9% экв. NaCl , также присутствуют хлориды железа.

Стоит отметить, что в некоторых включениях в процессе нагрева после замораживания фиксируется вначале низкотемпературная точка эвтектики (около -74°C), а далее начинается резкое плавление фаз при приближении к температуре $-52\text{...}-55^{\circ}\text{C}$. Данная температура соответствует точке эвтектики раствора $\text{CaCl}_2 + \text{NaCl}$. Таким образом, в рассмотренных включениях хлориды железа являются составной частью сложного раствора

Вторичные включения во втором профиле (25 шт.) отнесены к трем группам (см. табл. 1). Группы 1 и 2 примерно совпадают по параметрам с включениями первого профиля. В первой из них (10 шт.) температуры гомогенизации составляют в среднем 131°C при колебаниях $104\text{--}164^{\circ}\text{C}$; соленость высокая (среднее 14.3 при колебаниях 9.8--

16.9% экв. NaCl), в составе флюида присутствуют $\text{FeCl}_2\text{--FeCl}_3$ (эвтектика при $-73\text{...}-79^{\circ}\text{C}$). В группе 2 вторичных включений (3 шт.), обнаруженных только в четвертой зоне, температуры гомогенизации составляют в среднем 114°C при колебаниях $98\text{--}126^{\circ}\text{C}$. Мы предполагаем, что в них также присутствуют хлориды железа, так как еще одним из характерных признаков железосодержащих хлоридных растворов при концентрации более 20% является образование при низких температурах метастабильной фазы эвтектического состава, которая не подвергается кристаллизации даже при сильном охлаждении (рис. 6в). Группа 3 включений (12 шт.) распределена неравномерно: по 4 включения в 1 и 9 (первая и последняя) и по 2 включения во 2 и 4 зонах, температуры гомогенизации составляют в среднем 275°C при колебаниях $219\text{--}392^{\circ}\text{C}$; насыщенность газовой фазой $15\text{--}45\%$ (рис. 6г), соленость незначительная, то есть это почти пресная вода с температурой таяния льда -0.2°C .

Таким образом, по результатам изучения двух препаратов выделяются три этапа в миграции флюидов (рис. 7). На первом этапе (образование кварца) флюидом выступали относительно высокотемпературные ($242\text{--}432^{\circ}\text{C}$) **Mg-Ca-Na-хлоридные рассолы**, на втором (вторичные включения) – низкотемпературные ($86\text{--}218^{\circ}\text{C}$) крепкие рассолы, обогащенные хлоридами железа, на третьем этапе флюид был представлен достаточно высокотемпературной ($219\text{--}392^{\circ}\text{C}$) пресной водой (рис. 8). Для второго этапа выделяются 2 стадии, из которых вторая формировалась при самой низкой температуре ($98\text{--}126^{\circ}\text{C}$) и соответствовала наиболее крепким рассолам, обогащенным хлоридами железа. Эта схема вполне вписывается в эволюцию катагенетических флюидов, которые на начальном этапе обогащены компонентами морского раствора, в ко-

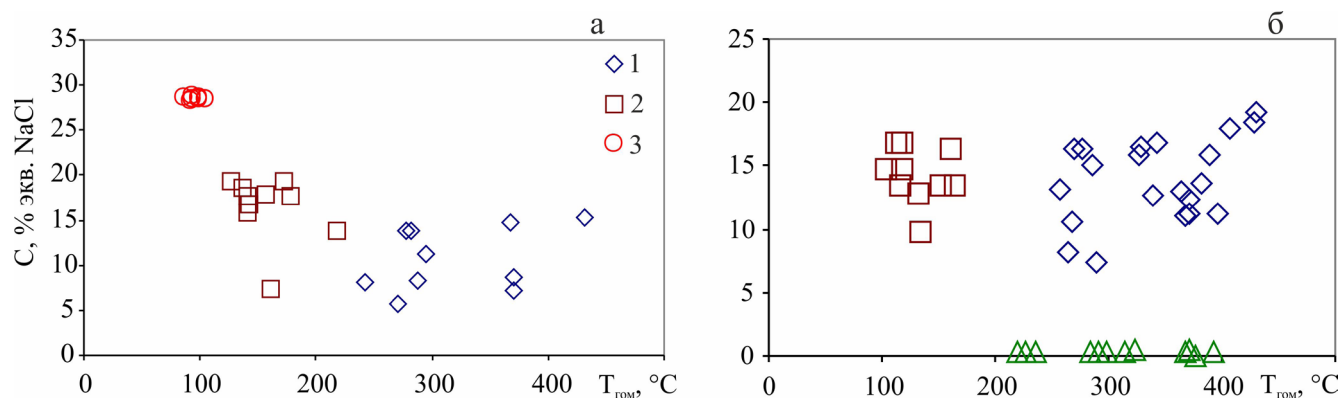


Рис. 8. Распределение температуры гомогенизации секретионного кварца ($T_{\text{гом}}$) и солёности (C, % экв. NaCl) по типам двухфазных включений в обр. 1 (а) и 2 (б).

Условные обозначения см. на рис. 7.

тором преобладает кальций, присутствуют магний и калий, но по мере метаморфизма поровых вод в бассейне породообразования при взаимодействии с терригенно-глинистыми породами насыщаются железом [19]. Если в разрезе присутствуют солеродные отложения, то погружающиеся, тяжелые относительно морской и тем более пресной воды, эвапоритовые рассолы насыщены хлоридом магния. Они являются агентом региональной постдиагенетической доломитизации [11], а при определенных условиях и образованиями магнезитовых залежей [6]. Дальнейшее пребывание рассолов в бассейне породообразования приводит к формированию железосодных флюидов в результате взаимодействия агрессивных рассолов с терригенно-глинистыми породами [19]. Одним из механизмов насыщения захороненных рассолов железом может быть замещение его магнием при переходе Fe^{+3} в Fe^{+2} алюмосиликатов в процессе компенсированного поглощения магния из жидкой фазы в твердую [20].

Физико-химическое моделирование показало, что метасоматическое образование магнезита возможно только при миграции высокомагнезиального рассола в процессе его нагрева до температур 150–300°C [6]. Вероятно, захороненные эвапоритовые рассолы аладинского времени, насыщенные магнием, попали в зону максимального нагрева во время рифтогенной активизации в верхнем рифее в западной части Ангаро-Питского синклиория.

Геотектонический режим в рифейское время на территории Енисейского кряжа определялся достаточно длительным периодом начального рифтинга и стабилизации шельфа, сменившегося в среднем рифее интенсивным растяжением [12, 14]. С раннепогорюйского времени дальнейшее развитие сопровождалось образованием различных фациальных зон в восточной и западной частях территории. В западной части структуры вследствие разрыва континентальной коры накапливались гемипелагические осадки и дистальные турбидиты пас-

сивной окраины, в восточной зоне они сравнительно быстро сменились мелководными и штормовыми алевро-песчаными отложениями вследствие обмеления и проградации шельфа Сибирской платформы. В западной части началось формирование островодужной системы, вулканические образования которой сохранились в Исаковской зоне. В конце среднего и в верхнем рифее седиментация проходила в задуговом бассейне с формированием крупных циклов седиментации – верхняя часть сухопитского, тунгусикского и ослянского. Во время накопления двух первых из них в западной части формировались вулканокластические и терригенные отложения, а в восточной приконтинентальной – мелководные карбонатные платформы. Магнезиты аладинской и джурской свит связаны именно с этими фациями. В ослянское время процессы задугового рифтинга вновь сформировали депрессии с вулканогенно-осадочной турбидитной седиментацией в западной части и терригенно-карбонатной шельфовой в восточной части окраинного морского бассейна, который прекратил свое существование в связи с байкальской коллизией [14]. Рифтогенные этапы отмечены в интервале 0.8–0.6 млрд лет и связаны с генерацией золота в черносланцевых толщах удерейской свиты среднего рифея в зоне Ишимбинского регионального разлома (см. рис. 1) [9]. Вероятно, с этими этапами растяжения и следует связывать магнезитовое оруденение.

Высокие температуры минералообразования в юго-восточной части Енисейского кряжа на Иркинском поднятии, примыкающем к Сибирской платформе вдоль структуры Нижнеангарского разлома (см. рис. 1) показывают, что во время рифтогенной активизации вся аладинская свита была проницаема. Условия для образования магнезита в этой приплатформенной области не возникли, возможно, здесь флюиды разгружались после образования магнезитов в более западных структурах. В то же время литологические доказательства эва-

поритовых условий в аладьинское время позволяют предполагать накопление в осадочных бассейнах того времени высокомагнезиальных рассолов, являющихся необходимым компонентом запуска механизма масштабного магнезитового метасоматоза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С.* Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // *Геохимия*. 2002. № 1. С. 70–79.
2. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // *Геология и геофизика*. 1977. № 8. С. 16–27.
3. Геологическая карта Енисейского кряжа, масштаб 1 : 500 000 / Л.К. Качевский, Г.И. Качевская, Ж.М. Грабовская. Красноярск, 1998.
4. *Жарков М.А.* Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Ст. 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005. Т. 12, № 2. С. 19–29.
5. *Крупенин М.Т., Маслов А.В., Козлов П.С.* Сравнение геологических условий размещения магнезитовых месторождений Южно-Уральской и Удереиской провинций // *Ежегодник-2003*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 272–280.
6. *Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А.В.* Физико-химическая модель формирования Саткинского месторождения кристаллического магнезита // *Докл. РАН*. 2013. Т. 452, № 4. С. 438–440
7. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // *Докл. РАН*. 2005. Т. 403, № 5. С. 661–663.
8. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Cl-Br-Na систематика в магнезитах и вмещающих карбонатных породах Удереиской провинции (Енисейский кряж) // *Актуальные вопросы литологии: мат-лы 8 Урал. литол. совещ.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 169–171.
9. *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 2011. № 1. С. 158–181.
10. *Пономарев В.Г., Забиров Ю.А.* Поисквые признаки и оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа. Новосибирск: ИГГ СОАН СССР, 1988. 141 с.
11. *Попов Г.А., Абдрахманов Р.Ф., Пучков В.Н.* Геодинамика и геохимия процессов плотностной конвекции в Восточно-Европейском эвапоритовом палеобассейне // *Литосфера*. 2016. № 3. С. 47–67.
12. *Хабаров Е.М.* Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 1994. № 10. С. 44–54.
13. *Хабаров Е.М., Варакина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазодносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52, № 8. С. 1173–1198.
14. *Хабаров Е.М., Нехаев А.Ю.* Сравнительный анализ черносланцевой седиментации в рифейских бассейнах Енисейского кряжа и Патомского нагорья // *Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения: мат-лы 5 Урал. литолог. совещ.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 220–222.
15. *Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И.* Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее–раннем палеозое // *Геотектоника*. 2009. № 2. С. 37–56.
16. *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 184 с.
17. *Bodnar R.J.* Revised equation and table for determines the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 683–684.
18. *Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals and application*. 1994. P. 281–283.
19. *Prochaska W., Krupenin M.* Formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals – evidence of inclusion fluid chemistry // *Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 1. P. 54–65.
20. *Drever J.I.* Magnesium-iron replacement in clay minerals in anoxic marine sediments // *Science*. 1971. V. 172, no. 3990. P. 1334–1336.